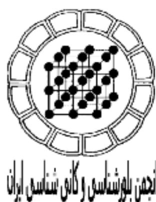
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال بیست و نهم، شمارۀ چهارم، زمستان ۱۴۰۰، از صفحۀ ۸۲۳ تا ۸۳۶



زمین دما-فشارسنجی سنگ‌های فرامافیک صحنه، هرسین- نورآباد (شمال شرق کرمانشاه)

علی مرادپور*[1]، احمد احمدی خلجی[2]، رضا زارعی سهامیه[2]، رامین ساریخانی[2]، محمدرضا امامی میبدی[2]

۱- مرکز تحقیقات و آموزش کشاورزی و منابع طبیعی استان کرمانشاه، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی،کرمانشاه، ایران

۲-گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم آباد، ایران

(دریافت مقاله: ۹۹/۱۲/۲۰، نسخه نهایی: ۱۴۰۰/۲/۲۵)

چکیده: افیولیت‌های صحنه، هرسین – نورآباد (استان کرمانشاه) واقع در کمربند افیولیتی بیرونی زاگرس، بخشی از نوار افیولیتی کرتاسه هستند که به عنوان بازمانده‌های شاخه جنوبی اقیانوس از عمان تا شمال غرب سوریه، قبرس و آنتالیا بر سپر عربی- تائوریک فرارانده شده‌اند. محاسبه ضریب جدایش نسبت Fe/Mg برای کانی الیوین بیانگر خاستگاه گوشته‌ای این کانی است. شواهد بافتی موجود در سنگ‌های فرامافیک نشان از سرد شدن همزمان با کاهش فشار، ذوب بخشی و واکنش مذاب/سنگ دارند. نمودارهای تعیین کننده محیط زمین‌ساختی ماگمایی افزون بر نمایش نمونه‌ها در میدان آرایش گوشته‌ای الیوین- اسپینل بیانگر قرارگیری آن‌ها در میدان پریدوتیت‌های منطقه ابر فرورانش (SSZ) است. بر اساس محاسبات انجام شده با واسنجی‌های مختلف، دما و فشار تبلور سنگ‌های هارزبورژیتی و لرزولیتی ۱۱۰۰ تا ۱۵۰۰ درجه سانتیگراد و ۱۲ تا ۱۸ کیلوبار و برای نمونه ورلیتی ۱۲۰۰ تا ۱۵۰۰ سانتیگراد و ۲۱ تا ۲۳ کیلوبار است که با محیط تشکیل SSZ همخوانی دارد.

واژه‌های کلیدی: *فرامافیک؛ منطقه ابرفرورانش؛ زمین دما- فشار سنجی؛ افیولیت؛ کرمانشاه.*

مقدمه

تاریخ همگرایی و زمین‌ساخت اقیانوس تتیس جنوبی بین سپر عربی (گندوانا) و قطعه قاره‌ای سنندج- سیرجان ایران را می‌توان در کمربند چین خورده-رورانده زاگرس جستجو نمود. این کمربند کوهزایی که از مرز ایران- ترکیه تا شمال هرمز ادامه دارد، جزئی از سامانه کوهزایی کلاسیک برخورد قاره‌ای مزوزوئیک و سنوزوئیک آلپ- هیمالیا است، که کرانه فعال شمالی (اوراسیایی) را از کرانه غیر فعال جنوبی (عربی) جدا مجزا می‌کند. افیولیت‌های زاگرس که در مناطقی چون سرو آباد، کرمانشاه، نیریز، بافت [۲،۱] و پنجوین- والش در عراق [۳] قرار دارند، در اثر برخورد قاره‌ای بین آفرو- عربی و ایران و در راستای پهنه خرد شده زاگرس رخنمون دارند [۵،۴] (شکل ۱ الف).

گرچه افیولیت‌های کرمانشاه از نظر چگونگی تشکیل معادل با افیولیت‌های عمان در نظر گرفته شده‌اند [۶]، اما شواهدی چون قطعه‌های سنگی جدا شده و تکه تکه‌ی افیولیتی، گابروها و پریدوتیت‌های سرپانتینی که به صورت محلی توسط دایک‌های دلریتی مورد هجوم قرار گرفته‌اند و بویژه روابط زمین‌ساختی کامل بین انواع مختلف سنگ‌ها در افیولیت کرمانشاه همه نشان می‌دهند که این مجموعه یک آمیزه افیولیتی زمین‌ساختی است.

تاکنون بررسی زمین دما فشار سنجی در مناطق مورد بررسی انجام نشده است. از این رو در این پژوهش، بر پایه داده‌های شیمی کانی سنگ‌های فرامافیک مناطق صحنه، هرسین-نورآباد سنگ‌شناسی آن‌ها و براساس داده‌های زمین دما فشار سنجی، فرآیندهای سنگ‌زایی و ماگمایی این سنگ‌ها بررسی شد.

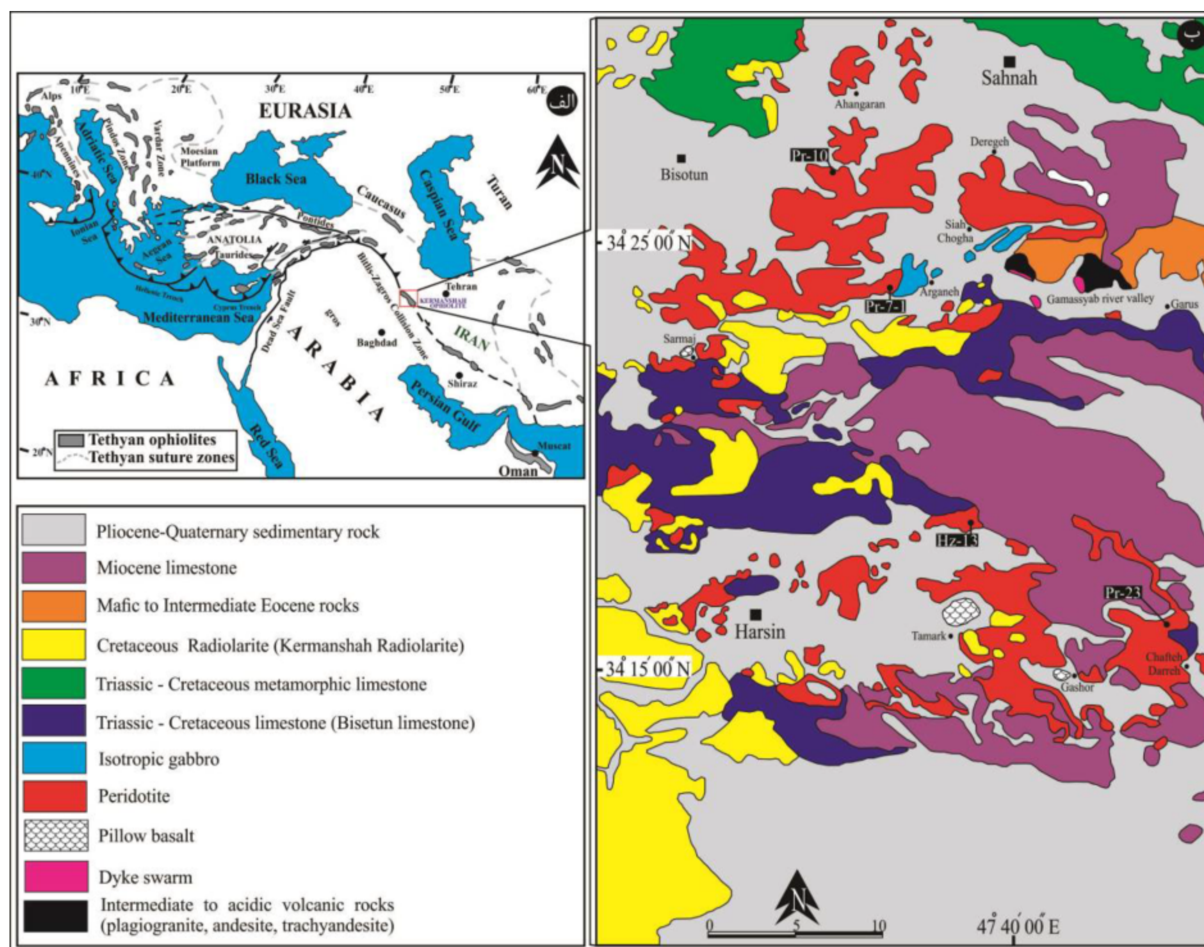
موقعیت زمین شناسی

در منطقه کرمانشاه از جنوب غرب به شمال شرق، کمربند چین خورده زاگرس، پهنه خرد شده همراه با افیولیت‌ها

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۸۳۳۹۲۲۹۳، پست الکترونیکی: a.moradpour@areeo.ac.ir

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.9.2]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.823]



شکل ۱ الف: پراکندگی افیولیت‌های تتیسی در جوش خورده سامانه کوهزایی آلپ–هیمالیا، برگرفته از مرجع [۴] با تغییرات، ب: نقشه زمین شناسی ساده شده مناطق صحنه،هرسین- نورآباد برگرفته از مرجع [۷] با تغییرات.

(زاگرس مرتفع) و پهنه سنندج - سیرجان سه واحد ساختاری اصلی در منطقه به شمار می‌آیند. در این منطقه، افیولیت‌های کرمانشاه در بخش شمال غربی پهنه افیولیتی زاگرس و در بین سپر عربی و پهنه سنندج- سیرجان واقع هستند. این افیولیت‌ها که با نام مجموعه صحنه، هرسین- نورآباد نیز شناخته می‌شوند، با مختصات ´۱۰ °۳۴ تا ´۳۰ °۳۴ عرض شمالی و ´۳۰ °۴۷ تا ´۰۰ °۴۸ طول شرقی، بیشتر از پریدوتیت و گابروهایی تشکیل شده اند که توسط دایک‌ها مورد هجوم قرار گرفته و با گدازه‌های بالشی و جریان‌های بازالتی و همچنین سنگ‌های آهکی (واحد بیستون) پوشیده شده‌اند (شکل ۱ ب). در منطقه، توالی گابرویی به دو صورت گابروی پگماتوئیدی در شمال غرب و گابروهای دارای برگوارگی در جنوب شرق رخنمون دارند. در هر دو نوع گابرو، تروکتولیت‌ها به‌صورت اجزائی کوچک دیده می شوند. مجموعه دایکی در چند رخنمون کوچک در راستای رودخانه گاماسیاب قابل مشاهده است. سنگ‌های آتشفشانی بیشتر شامل گدازه‌های بالشی با بافت حفره‌دار و جریان‌های بازالتی هستند که در منطقه هرسین و پیرامون روستاهای گشور، تمرک و سرماج دیده می‌شوند.

بیشترین فراوانی در سنگ‌های رسوبی موجود در مناطق هرسین، صحنه و نورآباد مربوط به رادیولاریت‌های دگرشکل شده واحد بیستون و سازند قم هستند. رادیولاریت‌های به شدت تغییرشکل یافته، بیشتر در منطقه هرسین- صحنه دیده می‌شوند. در این مناطق، واحد بیستون از کربنات کم عمق با ضخامت زیاد تشکیل شده است و از نظر سنی، گستره‌ای از تریاس پایانی تا کرتاسه آغازین- پایانی را در بر می‌گیرد [۹،۸]. سازند قم نیز که در مناطق مورد بررسی شامل کربنات‌های سکوی دریایی کم عمق با کنگلومرای قاعده‌ای است، سن

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.9.2]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.823]

الیگوسن تا اوایل میوسن دارد. این سازند بصورت ناپیوسته بر همه افیولیت‌های کرمانشاه قرار دارد [۵].

روش مطالعه

به منظور بررسی پریدوتیت‌های گوشته‌ای در منطقه صحنه، هرسین- نورآباد و تجزیه شیمی کانی‌ها، تعداد ۱۰ مقاطع نازک صیقلی تهیه شده و کانی‌های موجود در آن‌ها شامل ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن، الیوین و کروم اسپینل با ریزپردازشگر الکترونی Cameca SX-100 در مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران با ولتاژ شتاب دهنده ۱۵ kV و شدت جریان ۲۰nA تجزیه شد. محاسبه مقادیر Fe^{3+} و Fe^{2+} با استفاده از رابطه زیر جدول ۱ (مراجع [۹،۷]) و نیز محاسبات زمین فشار-دماسنجی بر نتایج ریزپردازش الکترونی کانی‌ها با واسنجی مختلف و با نرم افزار اکسل انجام شد.

سنگ‌نگاری

دونیت: دونیت‌ها اغلب شامل از بیش از ۹۰٪ الیوین و یا سرپانتین با مقادیر کمی از ارتوپیروکسن و مقادیر پراکنده‌ای از کروم اسپینل هستند. این سنگ‌ها دارای بافت دانه‌ای هستند و بین دانه‌ها نقاط تقاطع سه گانه دیده می‌شوند (شکل ۲ الف، [۱۰]) و بصورت محلی دچار باز تبلور شده‌اند که نشان از باز تعادل در شرایط دما و فشار پوسته‌ای دارند. بلورهای الیوین دانه درشت شکستگی، خاموشی موجی و شکنج دارند (شکل ۲ ب) که عملکرد دگرشکلی دمای بالا و وابستگی این سنگ‌ها را به گوشته بالایی نشان می‌دهد.

این سنگ‌ها با درجه‌های متغیر سرپانتینی شده‌اند. در برخی مقاطع، کروم اسپینل ها بصورت بلورهای بی شکل تا نیمه شکل‌دار در کنار الیوین‌ها دیده می‌شوند.

هارزبورژیت: هارزبورژیت‌ها با بافت دانه‌ای، الیوین(۶۵ تا ۸۰٪)، ارتوپیروکسن (۱۵ تا ۳۰٪) و کلینوپیروکسن (۵٪) و کانی‌های فرعی شامل کروم اسپینل و همچنین کانی‌های ثانویه چون سرپانتین و مگنتیت تشکیل شده‌اند. در برخی نمونه‌ها، سرپانتین بصورت رگه‌های نازک، الیوین و ارتوپیروکسن را قطع نموده‌اند در نمونه‌های کاملاً سرپانتینی شده، بافت‌های غربالی و ساعت شنی نمایان است (شکل ۲ پ). پورفیری آواری‌های ارتوپیروکسن بیشتر توسط شکستگی‌های نامنظم دچار خرد شدگی شده‌اند و برخی دارای ماکل‌های ساده و برخی دیگر دارای اجزاء گرد و پراکنده‌ای از الیوین و تیغه‌های جدایشی کلینوپیروکسن درون ارتوپیروکسن هستند (شکل ۲ ت) که نشان از باز تعادل این سنگ‌ها در شرایط دما و فشار پوسته‌ای دارد. کروم اسپینل به‌صورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شود؛ از این رو به نظر می‌رسد که آنها کانی‌های باقی مانده پس از ذوب‌بخشی هستند (شکل ۲ ث). در برخی مقاطع، کروم اسپینل‌ها زنجیروار و به‌صورت بلورهایی بی شکل تا نیمه شکل دار اغلب در الیوین‌ها دیده می‌شوند (شکل ۲ ج).

لرزولیت: لرزولیت‌ها اغلب بصورت اجزائی کوچک و پراکنده در بین توده‌های هارزبورژیتی دیده می‌شوند. این سنگ‌ها شامل الیوین (۵۵ تا ۷۵٪) ارتوپیروکسن (۲۲ تا ۳۴٪) و کلینوپیروکسن (۵ تا ۱۰٪) و کروم اسپینل (کمتر از ۵٪) هستند. الیوین و ارتوپیروکسن بطور معمول خاموشی‌های موجی و شکنج نشان می‌دهند. کلینوپیروکسن‌های دارای شکنج و با تیغه‌های جدایشی خمیده در ارتوپیروکسن‌های درشت دانه دیده می‌شوند. در برخی مقاطع، دانه‌های الیوین بصورت پورفیری آواری‌های تغییر شکل یافته و یا به شکل میانبارهایی در بلورهای ارتوپیروکسن دیده می‌شوند که می‌تواند نشان دهنده تقدم تبلور این الیوین‌ها نسبت به پیروکسن‌های میزبان آن‌ها باشد (شکل ۲ چ). به نظر می‌رسد که با تبلور الیوین‌های بصورت میانبار در پیروکسن، شرایط کاهش Mg ماگما و فرصت برای تبلور پیروکسن فراهم شده است. سرانجام پس از تبلور پیروکسن‌ها به صورت نیمه شکل‌دار و با کاهش نسبی Ca و افزایشMg و Fe در مذاب باقی مانده، دوباره بلورهای الیوین بین کومه‌ای متبلور شده‌اند.

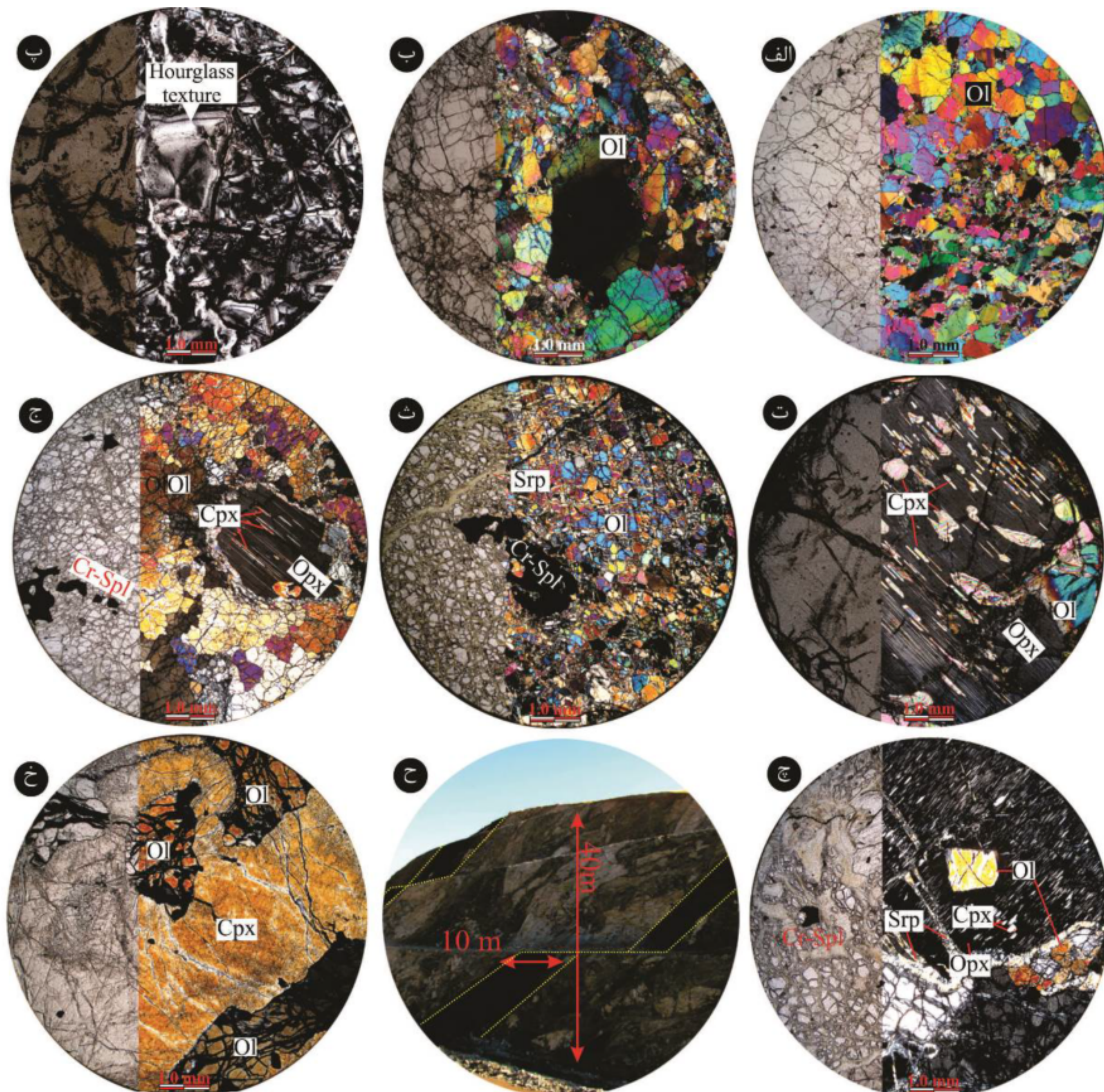
ورلیت: این سنگ‌ها به‌صورت دایکی و آشکارا در مرز گابروهای نفوذی و پریدوتیت‌های گوشته‌ای رخنمون دارند، نخستین بار توسط مرادپور و همکاران [۱۱] در منطقه معرفی شدند. ورلیت ها در رخنمون صحرایی رنگ سیاه و پهنای ۸ تا ۱۰ متر دارند (شکل ۲ ح) و از نظر میکروسکوپی به طور کامل از الیوین‌های سالم تا کاملاً سرپانتینی شده (۲۰ تا ۳۰٪) و کلینوپیروکسن (۷۰تا ۸۰٪) تشکیل شده‌اند. بافت‌های موجود در این سنگ‌ها از نوع دانه شکفتی، غربالی و مشبک هستند. اندازه کانی‌ها متوسط تا دانه درشت است و به ۰٫۵ سانتیمتر نیز می‌رسد. در این سنگ‌ها، سرپانتین که از تجزیه بخشی الیوین‌ها به وجود آمده، بافتی مشبک به آن‌ها بخشیده است. الیوین‌ها دارای لبه

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.9.2]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.823]

های منحنی، خلیجی شکل و نامنظم هستند که نشانگر هضم آنهاست (شکل ۲ خ).

شیمی کانی

الیوین: ترکیب الیوین در پریدوتیت‌های گوشته‌ای در جدول ۱ ارائه شده است. به طور میانگین، مقدار ($Fo= Mg/(Mg + Fe_{total})$ برابر با ۹۰/۴۰ در دونیت، ۹۰/۱۸ در هارزبورژیت، ۹۰/۲۹ در لرزولیت و ۸۷/۳۵ در ورلیت است، که نشان می‌دهد که الیوین در دونیت منیزیم بیشتر و به سمت ورلیت مقدار منیزیم کمتری را داراست.



شکل ۲ الف: بلورهای بی شکل الیوین با بافت دانه ای اولیه و تقاطع سه گانه در سنگ‌های دونیتی. ب: خاموشی موجی و شکنج در بلورهای الیوین نمونه‌های دونیتی. پ: بافت‌های مش و ساعت شنی در هارزبورژیت‌های سرپانتینی شده. ت: تیغه‌های جدایشی کلینوپیروکسن در بلورهای دانه درشت ارتوپیروکسن نمونه‌های هارزبورژیتی. ث: بلورهای بی شکل تا نیمه شکل دار کروم اسپینل. ج: آرایش زنجیری بلورهای کروم اسپینل در سنگ‌های هارزبورژیتی. چ: تیغه‌های جدایشی کلینوپیروکسن در ارتوپیروکسن و میانبارهای الیوین شکل‌دار در بلورهای ارتوپیروکسن. ح:دایک‌های ورلیتی در مرز توالی گابرویی و پریدوتیتی در جنوب شهرستان صحنه(دره گاماسیاب). خ: بلورهای الیوین با لبه‌های خلیجی شکل و نامنظم در کنار بلورهای کلینوپیروکسن در نمونه‌های ورلیتی (همه تصاویر میکروسکوپی در نور عادی و قطبشی تهیه شده‌اند)، نشانه‌های اختصاری کانی‌ها برگرفته از مرجع [۱۰] هستند.

جدول ۱ نتایج تجزیه کانی الیوین (Ol) در پریدوتیت‌های گوشته‌ای صحنه،هرسین- نورآباد به روش ریزپردازش الکترونی.

سنگ	Hz	Lz	Lz	Du	Du	Du	Hz	Hz	Hz	Wh	Wh	Wh
نمونه	PR-۲۳	HZ-۱۳	HZ-۱۳	PR-۲۸	PR-۲۸	PR-۲۸	PR-۱۰	PR-۱۰	PR-۱۰	PR۷-۱	PR۷-۱	PR۷-۱
SiO_2	۴۱٫۳۲	۴۰٫۶۳	۴۰٫۵۰	۴۱٫۰۶	۴۰٫۵۳	۴۰٫۳۹	۴۱٫۹۴	۴۰٫۵۸	۴۱٫۵۵	۴۱٫۰۲	۴۰٫۶۸	۴۰٫۷۴
TiO_2	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al_2O_3	۰٫۴۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Cr_2O_3	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰
FeO*	۶٫۵۴	۹٫۴۶	۹٫۴۰	۹٫۲۴	۹٫۲۵	۹٫۱۳	۱۰٫۲۰	۹٫۹۵	۹٫۸۵	۱۱٫۴۹	۱۲٫۱۹	۱۱٫۷۲
MnO	۰٫۰۹	۰٫۱۶	۰٫۱۵	۰٫۱۴	۰٫۱۳	۰٫۱۳	۰٫۱۲	۰٫۱۱	۰٫۱۴	۰٫۲۹	۰٫۲۴	۰٫۲۴
MgO	۵۰٫۶۷	۵۰٫۱۹	۵۰٫۴۲	۵۰٫۰۰	۵۰٫۴۵	۵۰٫۳۱	۴۶٫۴۵	۴۷٫۳۰	۴۷٫۵۴	۴۷٫۰۶	۴۶٫۸۱	۴۷٫۲۲
CaO	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۰٫۰۹	۰٫۰۷	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۹
K_2O	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱
P_2O_5	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۱
NiO	۰٫۰۲	۰٫۲۷	۰٫۲۵	۰٫۲۷	۰٫۲۷	۰٫۲۴	۰٫۳۷	۰٫۳۳	۰٫۳۹	۰٫۲۲	۰٫۱۸	۰٫۲۴
مجموع	۹۹٫۱۴	۱۰۰٫۸۱	۱۰۰٫۷۹	۱۰۰٫۸۱	۱۰۰٫۷۵	۱۰۰٫۳۳	۹۹٫۱۰	۹۸٫۳۲	۹۹٫۵۹	۱۰۰٫۱۸	۱۰۰٫۱۴	۱۰۰٫۲۷
فرمول ساختاری بر پایه ۴ اتم اکسیژن												
a.p.f.u												
Si	۱٫۰۰۸	۰٫۹۸۴	۰٫۹۸۱	۰٫۹۹۶	۰٫۹۸۱	۰٫۹۸۲	۱٫۰۵	۱٫۰۱	۱٫۰۳	۱٫۰۱۶	۱٫۰۰۹	۱٫۰۰۸
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al	۰٫۰۱۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Cr	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe^{3+}	۰٫۰۰	۰٫۰۲۷	۰٫۰۳۴	۰٫۰۰۵	۰٫۰۳۴	۰٫۰۳۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe^{2+}	۰٫۱۳۳	۰٫۱۶۴	۰٫۱۵۴	۰٫۱۸	۰٫۱۵۳	۰٫۱۵۱	۰٫۲۱۴	۰٫۲۰۹	۰٫۲۰۵	۰٫۲۳۸	۰٫۲۵۳	۰٫۲۴۳
Mn	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵
Mg	۱٫۸۴۳	۱٫۸۱۵	۱٫۸۲۲	۱٫۸۰۹	۱٫۸۲۲	۱٫۸۲۴	۱٫۷۳۳	۱٫۷۷	۱٫۷۵۹	۱٫۷۳۸	۱٫۷۳۲	۱٫۷۴۲
Ca	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۲
Ni	۰٫۰۰	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۴
Fo%	۹۳٫۱۱	۹۰٫۲۳	۹۰٫۳۶	۹۰٫۴۱	۹۰٫۴۵	۹۰٫۵۶	۸۸٫۸۹	۸۹٫۳۲	۸۹٫۴۳	۸۷٫۶۲	۸۷	۸۷٫۴۵
Fa%	۶٫۷۴	۹٫۵۴	۹٫۴۵	۹٫۳۷	۹٫۳	۹٫۲۲	۱۰٫۹۵	۱۰٫۵۴	۱۰٫۳۹	۱۲	۱۲٫۷۱	۱۲٫۱۸
Ca-Ol	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۸	۰٫۱۲	۰٫۰۹	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۱۲
Mg#	۰٫۹۳	۰٫۹۲	۰٫۹۲	۰٫۹۱	۰٫۹۲	۰٫۹۲	۰٫۸۹	۰٫۸۹	۰٫۹۰	۰٫۸۸	۰٫۸۷	۰٫۸۸
Fe#	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۱۰	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۱۲

Hz: هارزبورژیت، Du: دونیت، Lz : لرزولیت ،Wh: ورلیت ، Fo: فورستریت، Fa: فایالیت، ($Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+})$، $Fe\# = Fe/(Fe^{2+}+Mg)$ ، در متن دو روش بررسی، گفته شده [۹].

به جز الیوین موجود در ورلیت‌ها، در سایر نمونه‌های فرامافیک ترکیب شیمیایی الیوین‌ها تفاوت قابل توجهی را نشان نمی‌دهد به طوری که، رسم نتایج در نمودار $Fe\# = Fe/(Fe^{2+}+Mg)$ نسبت به $Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+})$ [۱۲] نشانگر ترکیب فورستریتی الیوین‌های موجود در دونیت، هارزبورژیت و لرزولیت و نیز ترکیب کریزولیتی الیوین‌های موجود در ورلیت‌هاست (شکل ۳ الف). براساس نظر دو هوگ و همکاران [۱۳] الیوین را می‌توان به دو دسته با خاستگاه ماگمایی و خاستگاه گوشته‌ای تقسیم کرد. از آنجا که سنگ‌های فرامافیک از انباشت کانی‌هایی شکل می‌گیرند که در مراحل مختلف از ماگما متبلور شده‌اند، ترکیب شیمیایی سنگ کل آن-ها نمی‌تواند گویای ترکیب شیمیایی ماگمای اولیه باشد، البته، ترکیب شیمیایی کانی‌ها کمک قابل توجهی به تعیین ترکیب شیمیایی ماگمای اولیه می‌کند.

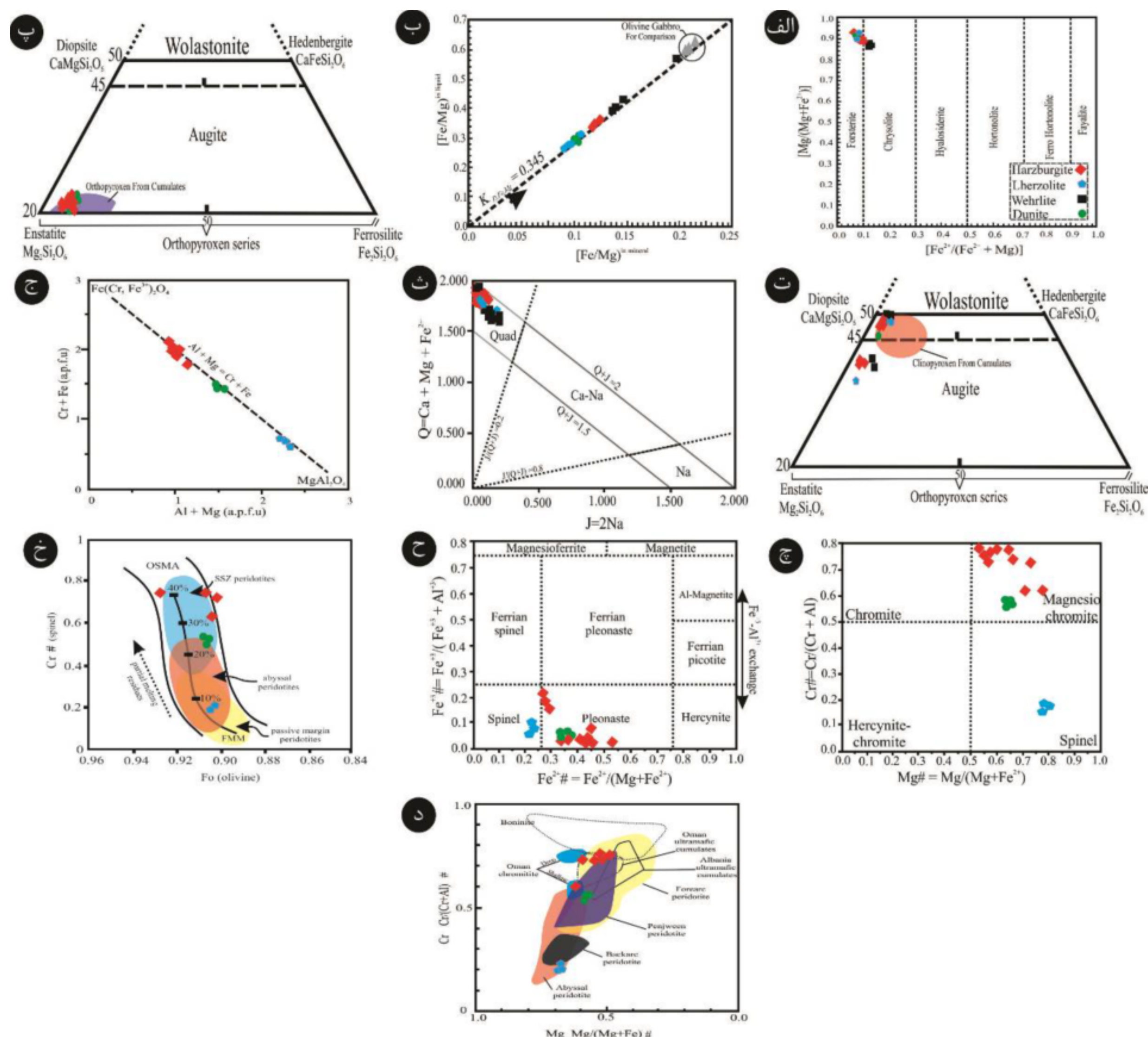
بر این اساس، با توجه به مقادیر آهن و منیزیم موجود در الیوین نمونه‌ها (جدول۱) و ضریب جدایشی این دو عنصر در این کانی و به کمک رابطه زیر، فراوانی عناصر مورد نظر در

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.9.2]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.823]

ماگمای در حال تعادل با کانی الیوین (ماگمایی که کانی از آن متبلور شده است) محاسبه شد:

$$K_{D,Fe,Mg} = (Fe/Mg)^{mineral}/(Fe/Mg)^{liquid} \quad (۱)$$

که $K_{D,Fe,Mg}$ ضریب جدایش نسبت Fe/Mg برای کانی الیوین و برابر با ۰٫۳۴۵ [۱۴] است؛ $(Fe/Mg)^{mineral}$ نسبت Fe/Mg کانی (داده‌های جدول۱) و $(Fe/Mg)^{liquid}$ نسبت Fe/Mg گدازه‌ی در تعادل با کانی هستند.



شکل ۳ الف: نمودار Mg# نسبت به Fe# [۱۱] و موقعیت ترکیبی الیوین پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی کرمانشاه بر آن. ب: تغییرات $(Fe/Mg)^{mineral}$ نسبت به $(Fe/Mg)^{liquid}$ در کانی الیوین در سنگ‌های پریدوتیتی (نمونه‌های الیوین گابروی منطقه مورد بررسی برای مقایسه ارائه شده‌اند). پ: انتهایی Wo، En ، Fs [۱۵] و گستره ترکیبی ارتوپیروکسن‌های موجود در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی کرمانشاه بر آن. ت: نمودار اعضاء انتهایی Wo، En ، Fs [۱۵] و گستره ترکیبی کلینوپیروکسن‌های موجود در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی کرمانشاه بر آن. ث: نمودار Q-J [۱۶] و گستره ترکیبی کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های پریدوتیتی بر آن. ج: نمودار Cr+Fe نسبت به Al+Mg کروم اسپینل پریدوتیت‌های گوشته‌ای مجموعه افیولیتی کرمانشاه. چ: نمودار Mg# نسبت به Cr#. ح: نمودار رده‌بندی اسپینل‌ها[۱۱]. خ: نمودار Cr# نسبت به Fo کروم اسپینل‌های مجموعه افیولیتی کرمانشاه (FMM: گوشته مورب غنی شده، OSMA از مرجع [۱۷]. د: نمودار Cr# نسبت به Mg# کروم اسپینل‌های مجموعه افیولیتی کرمانشاه. (در نمودارها، میدان پریدوتیت‌های آبیسال و منطقه ابر فرورانش، SSZ، برگرفته از مرجع [۱۸]، بونینیت از مرجع [۱۹]، پریدوتیت جلوی قوس از مرجع [۲۰]، کوموله‌های عمان از مرجع [۲۱]، کرومیت‌های عمان از مرجع [۲۲]، پریدوتیت‌های پنجوین از مرجع [۳] برای مقایسه نشان داده شده‌اند).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.9.2]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.823]

نتایج این محاسبه در شکل ۳ ب نشان داده شده است. دیده می‌شود که نسبت Fe/Mg گدازه در تعادل با کانی الیوین در همه سنگ‌ها دارای روند یکسانی بوده و دارای تغییرات خطی است. این می‌تواند دلیل قابل قبولی برای خاستگاه مشترک همه الیوین‌های مورد بررسی باشد. در این شکل، نتایج محاسبات برای الیوین موجود در گابروهای منطقه نیز به منظور مقایسه ارائه شده است. قرارگیری اولیوین‌های موجود در سنگ‌های فرامافیک در آغاز خط $K_{D,Fe,Mg}$= ۰٫۳۴۵ و قرارگیری الیوین موجود در گابروها در پایان آن و با همان راستا، افزون بر تایید خاستگاه مشترک گابروها با سنگ‌های فرامافیک، نشان می‌دهد که تبلور بخشی عامل اصلی شکل-گیری ماگمای مافیک بوده است. از طرفی، به اعتقاد برخی پژوهشگران [۲۳]، وجود شکنج و اتصال سه گانه در الیوین‌ها که در بخش سنگ‌نگاری (شکل‌های ۲ الف و ب) به آن اشاره شد از جمله شواهد مهم برای خاستگاه گوشته‌ای الیوین‌های مورد بررسی هستند.

ارتوپیروکسن: بر اساس نتایج تجزیه نقطه‌ای ارتوپیروکسن‌ها (جدول ۲) این کانی از نظر ترکیب اعضاء انتهایی، دارای گستره ترکیبی $En_{۸۶/۵۶-۹۲/۳۴}$، $Wo_{۰/۰۱-۵/۶۷}$ و $Fs_{۴/۷۳-۹/۶۸}$ است. میانگین مقدار عدد منیزیوم ($Mg\#=Mg/(Mg+Fe^{2+})$) در این کانی ۰٫۹۴۷ بوده که نسبت به مقادیر موجود در الیوین‌ها (با میانگین ۰٫۹۰۲) بیشتر است. این امر نشان می‌دهد که توزیع Fe و Mg بین دو فاز الیوین و ارتوپیروکسن عامل مؤثری در ایجاد تعادل شیمیایی است. همه ارتوپیروکسن‌ها دارای مقایر تقریباً یکسانی از TiO_2 هستند (میانگین ۰٫۰۱ wt%). رسم نتایج تجزیه این کانی در نمودار Wo، En و Fs [۱۵] نشانگر ترکیب انستاتیتی آن‌ها و قرارگیری در میدان ارتوپیروکسن‌های انباشتی است (شکل ۳ پ).

جدول ۲ نتایج تجزیه کانی ارتوپیروکسن (Opx) در پریدوتیت‌های گوشته‌ای صحنه،هرسین- نورآباد به روش ریزپردازش الکترونی.

سنگ	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Du	Du	Du	Du
نمونه	PR-۲۳	PR-۲۳	PR-۲۳	PR-۲۳	PR-۱۰	PR-۱۰	PR-۱۰	PR-۱۰	PR-۲۸	PR-۲۸	PR-۲۸	PR-۲۸
SiO_2	۵۴٫۶۵	۵۵٫۴۹	۵۴٫۸۹	۵۴٫۸۱	۴۸٫۲۷	۴۷٫۱۰	۴۶٫۰۴	۴۲٫۴۸	۵۵٫۶۹	۵۶٫۰۱	۵۶٫۰۱	۵۷٫۰۲
TiO_2	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al_2O_3	۲٫۶۲	۲٫۶۹	۳٫۱۹	۲٫۷۶	۱٫۶۷	۱٫۶۶	۱٫۷۲	۲٫۱۰	۲٫۱۰	۲٫۳۳	۲٫۲۰	۲٫۰۲
Cr_2O_3	۰٫۶۲	۰٫۸۴	۰٫۸۲	۰٫۷۲	۰٫۶۹	۰٫۷۱	۰٫۷۴	۱٫۳۲	۰٫۸۷	۰٫۸۹	۰٫۸۶	۰٫۶۸
FeO*	۳٫۸۱	۵٫۵۲	۵٫۶۱	۵٫۶۷	۳٫۹۱	۵٫۸۷	۶٫۲۳	۸٫۶۵	۵٫۸۶	۵٫۱۲	۵٫۷۶	۵٫۵۰
MnO	۰٫۰۸	۰٫۱۳	۰٫۱۳	۰٫۱۵	۰٫۱۲	۰٫۱۴	۰٫۱۰	۰٫۱۱	۰٫۱۳	۰٫۱۳	۰٫۱۴	۰٫۱۳
MgO	۳۴٫۰۶	۳۳٫۲۳	۳۳٫۵۴	۳۴٫۱۰	۴۲٫۸۱	۴۲٫۶۵	۴۳٫۸۳	۴۵٫۲۵	۳۲٫۹۵	۳۳٫۲۳	۳۳٫۲۹	۳۳٫۴۳
CaO	۲٫۶۷	۲٫۷۳	۲٫۵۵	۲٫۰۶	۱٫۸۹	۱٫۷۸	۱٫۷۸	۰٫۰۱	۲٫۵۴	۳٫۰۲	۲٫۴۳	۱٫۸۱
Na_2O	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰
K_2O	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۲
NiO	۰٫۰۴	۰٫۱۵	۰٫۱۰	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۸	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۱۰	۰٫۰۷	۰٫۱۰	۰٫۰۸
P_2O_5	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲
مجموع	۹۸٫۵۶	۱۰۰٫۹۰	۱۰۰٫۸۷	۱۰۰٫۳۲	۹۹٫۳۸	۹۹٫۹۳	۱۰۰٫۴۴	۹۹٫۹۴	۱۰۰٫۲۸	۱۰۰٫۸۲	۱۰۰٫۸۱	۱۰۰٫۷۱
فرمول ساختاری بر پایه ۶ اتم اکسیژن												
a.p.f.u												
Si	۱٫۸۹۹	۱٫۹۰۳	۱٫۸۷۸	۱٫۸۸	۱٫۶۰۹	۱٫۵۶۸	۱٫۵۲	۱٫۴۰۷	۱٫۹۲۵	۱٫۹۲	۱٫۹۲۳	۱٫۹۵۹
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al	۰٫۱۰۷	۰٫۱۰۹	۰٫۱۲۹	۰٫۱۱۲	۰٫۰۶۶	۰٫۰۶۵	۰٫۰۶۷	۰٫۰۸۲	۰٫۰۸۶	۰٫۰۹۵	۰٫۰۸۹	۰٫۰۸۲
Cr	۰٫۰۱۷	۰٫۰۲۳	۰٫۰۲۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱۸	۰٫۰۱۹	۰٫۰۱۹	۰٫۰۳۵	۰٫۰۲۴	۰٫۰۲۴	۰٫۰۲۳	۰٫۰۱۸
Fe^{3+}	۰٫۰۷۸	۰٫۰۶۵	۰٫۰۹۲	۰٫۱۰۶	۰٫۰۴۶	۰٫۰۴۶	۰٫۰۴۸	۰٫۰۴۸	۰٫۰۴	۰٫۰۴۲	۰٫۰۴	۰٫۰۰
Fe^{2+}	۰٫۰۳۳	۰٫۰۹۴	۰٫۰۶۹	۰٫۰۵۷	۰٫۰۶۳	۰٫۱۱۸	۰٫۱۲۴	۰٫۱۹۲	۰٫۱۲۹	۰٫۱۰۵	۰٫۱۲۶	۰٫۱۵۸
Mn	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۴
Mg	۱٫۷۶۵	۱٫۶۹۸	۱٫۷۱	۱٫۷۴۵	۲٫۱۲۶	۲٫۱۱۵	۲٫۱۵۶	۲٫۲۳۳	۱٫۶۹۷	۱٫۶۹۸	۱٫۷۰۵	۱٫۷۱۱
Ca	۰٫۰۹۹	۰٫۱	۰٫۰۹۴	۰٫۰۷۶	۰٫۰۶۸	۰٫۰۶۴	۰٫۰۶۳	۰٫۰۰	۰٫۰۹۴	۰٫۱۱۱	۰٫۰۸۹	۰٫۰۶۷
Na	۰٫۰۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰
K	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱
Mg□	۰٫۹۸	۰٫۹۵	۰٫۹۶	۰٫۹۷	۰٫۹۷	۰٫۹۵	۰٫۹۵	۰٫۹۲	۰٫۹۳	۰٫۹۴	۰٫۹۳	۰٫۹۲
Cr□	۰٫۱۴	۰٫۱۷	۰٫۱۵	۰٫۱۵	۰٫۲۱	۰٫۲۳	۰٫۲۲	۰٫۲۹	۰٫۲۲	۰٫۲۰	۰٫۲۱	۰٫۱۸
Fe#	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۸
Al^{iv}	۰٫۱۰۱	۰٫۰۹۷	۰٫۱۲۱	۰٫۱۱۲	۰٫۰۶۶	۰٫۰۶۵	۰٫۰۶۷	۰٫۰۸۲	۰٫۰۷۵	۰٫۰۸	۰٫۰۷۶	۰٫۰۴۱
Al^{vi}	۰٫۰۰۶	۰٫۰۱۲	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱۱	۰٫۰۱۵	۰٫۰۱۳	۰٫۰۴۱
Q	۱٫۸۹۷	۱٫۸۹۲	۱٫۸۷۳	۱٫۸۷۸	۲٫۲۵۷	۲٫۲۹۷	۲٫۳۴۳	۲٫۴۲۵	۱٫۹۲	۱٫۹۱۴	۱٫۹۲	۱٫۹۳۶
Wo	۵٫۰۳	۵٫۱۲	۴٫۷۶	۳٫۸۲	۲٫۹۳	۲٫۷۱	۲٫۶۳	۰٫۰۱	۴٫۸	۵٫۶۷	۴٫۵۷	۳٫۴۴
En	۸۹٫۳۶	۸۶٫۷۹	۸۷٫۰۷	۸۷٫۹۷	۹۲٫۳۴	۹۰٫۳۲	۹۰٫۱۸	۹۰٫۳۱	۸۶٫۵۶	۸۶٫۸۳	۸۶٫۹۹	۸۸٫۴
Fs	۵٫۶۱	۸٫۰۹	۸٫۱۷	۸٫۲۱	۴٫۷۳	۶٫۹۷	۷٫۱۹	۹٫۶۸	۸٫۶۴	۷٫۵	۸٫۴۴	۸٫۱۶

Hz: هارزبورژیت، Du: دونیت، Wo : ولاستونیت ،En: انستاتیت ، Fs: فروسلیت، ($Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+})$، $Fe\# = Fe/(Fe^{2+}+Mg)$، $Cr\#=Cr/(Cr + Al)$، $Q = Ca + Mg + Fe^{2+}$.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.9.2]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.823]

کلینوپیروکسن: ترکیب کلینوپیروکسن پریدوتیت‌های گوشته‌ای در جدول ۳ ارائه شده است. چنان که از نمودار En،Wo و Fs [۱۵] مشخص است، کلینوپیروکسن‌ها دارای ترکیب دیوپسید تا اوژیت هستند (شکل ۳ت). در این کانی، مقدار Mg# از ۰٫۸۸ تا ۰٫۹۹ متغیر است. میانگین مقدار Al_2O_3 کلینوپیروکسن در هارزبورژیت ۲٫۶۶ wt%، در لرزولیت ۵٫۸۸ wt% و در ورلیت‌ها ۵٫۲۶ wt% است. در راستای تعیین نوع پیروکسن‌ها از نمودار $Q=Ca+Mg+Fe^{2+}$ نسبت به J=2Na استفاده شد [۱۶] و نتایج محاسبه این دو پارامتر در جدول ۳ ارائه گردیده است. بر اساس این تقسیم‌بندی، طرح نتایج تجزیه کلینوپیروکسن‌ها در نمودار Q-J نشان می‌دهد که همه کلینوپیروکسن‌ها در گستره پیروکسن‌های کلسیم- آهن و منیزیم‌دار (Quad) قرار دارند (شکل ۳ ث). بر اساس جدول ۳، با کاهش مقدار Mg# مقدار TiO_2 بطور تدریجی افزایش می‌یابد، در حالی که مقادیر Al_2O_3 و Na_2O کاهش تندی را نشان می‌دهند. مقدار Na_2O کلینوپیروکسن در ورلیت‌ها به طور میانگین برابر با ۰٫۵۲ wt% بوده که بسیار بیشتر از مقدار Na_2O موجود در کلینوپیروکسن لرزولیت‌ها و هارزبورژیت‌ها (با میانگین ۰٫۲ wt%) است. با توجه به همسایگی دایک‌های ورلیتی با گابروهای منطقه، افزایش در مقدار Na_2O این کانی‌ها بی تاثیر از پلاژیوکلازگابروها نبوده است (جدول ۳).

جدول ۳ نتایج تجزیه کانی کلینوپیروکسن(Cpx) در پریدوتیت‌های گوشته‌ای صحنه،هرسین- نورآباد به روش ریزپردازش الکترونی.

سنگ	Du	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Lz	Lz	Lz	Wh	Wh	Wh	Wh
نمونه	PR-۲۸	PR-۲۳	PR-۲۳	PR-۲۳	PR-۱۰	PR-۱۰	PR-۱۰	HZ-۱۳	HZ-۱۳	HZ-۱۳	PR۷-۱	PR۷-۱	PR۷-۱	PR۷-۱
SiO_2	۵۳٫۵	۵۳٫۳۱	۵۳٫۶۸	۵۴٫۱۸	۴۷٫۸۳	۴۸٫۸۹	۴۸٫۷۱	۵۱٫۳۸	۵۱٫۵۷	۵۳٫۰۸	۵۴٫۷۸	۵۴٫۸۸	۵۱٫۱۸	۵۳٫۰۸
TiO_2	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۴
Al_2O_3	۲٫۶۵	۳٫۶۶	۳٫۲۸	۲٫۹۷	۱٫۹۷	۲٫۰۴	۲٫۰۷	۵٫۴۷	۶٫۰۹	۶٫۰۹	۰٫۷۱	۰٫۵۲	۱۰٫۷	۹٫۱۳
Cr_2O_3	۱٫۰۶	۱٫۲۲	۱٫۱۵	۱٫۰۵	۰٫۹	۱٫۰۲	۱	۱٫۲۶	۱٫۲۷	۱٫۲۲	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱
FeO*	۲٫۸۴	۲٫۴۴	۲٫۳۲	۲٫۰۸	۲٫۷	۲٫۵۹	۳٫۳	۲٫۵۳	۲٫۸۷	۲٫۹۹	۲٫۱۵	۲	۴٫۲	۳٫۳۷
MnO	۰٫۱	۰٫۰۶	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۱	۰٫۰۳	۰٫۲۹	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۰٫۰۴
MgO	۱۸٫۹۵	۱۶٫۵۳	۱۶٫۹۵	۱۶٫۴	۲۷٫۱۲	۲۶٫۰۷	۲۵٫۶۵	۱۶٫۴۶	۱۵٫۹۸	۲۲٫۳	۱۷٫۳۳	۱۷٫۵۶	۱۸٫۳۶	۱۸٫۳۵
CaO	۲۱٫۱۶	۲۲٫۷۲	۲۳٫۰۱	۲۳٫۷۱	۱۹٫۸۶	۱۹٫۷	۱۹٫۶۲	۲۳٫۱۵	۲۲٫۳	۱۲٫۷۴	۲۵٫۴۷	۲۵٫۶۶	۱۳٫۴۶	۱۴٫۵۱
Na_2O	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۹	۰٫۰۱	۰٫۴۷	۰٫۳۴	۱٫۲۵	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۱٫۲۸	۰٫۷۷
K_2O	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۰
NiO	۰٫۰۷	۰٫۴	۰٫۳۳	۰٫۳۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۹	۰٫۰۸
مجموع	۱۰۰٫۳۴	۱۰۰٫۳۹	۱۰۰٫۸۵	۱۰۰٫۸۴	۱۰۰٫۵۱	۱۰۰٫۵۳	۱۰۰٫۴۳	۱۰۰٫۸۳	۱۰۰٫۶	۹۹٫۸۱	۱۰۰٫۸	۱۰۰٫۷	۹۹٫۴۲	۹۹٫۳۸
فرمول ساختاری بر پایه ۶ اتم اکسیژن														
a.p.f.u														
Si	۱٫۹۳	۱٫۹۴۴	۱٫۹۴۴	۱٫۹۶۷	۱٫۶۶۵	۱٫۷۰۸	۱٫۷۰۹	۱٫۸۴۸	۱٫۸۶۵	۱٫۸۷۸	۱٫۹۷۷	۱٫۹۸	۱٫۸۳۳	۱٫۹۱۱
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱
Al	۰٫۱۱۳	۰٫۱۵۷	۰٫۱۴	۰٫۱۲۷	۰٫۰۸۱	۰٫۰۸۴	۰٫۰۸۶	۰٫۲۳۲	۰٫۲۶	۰٫۲۵۴	۰٫۰۳	۰٫۰۲۲	۰٫۴۵۲	۰٫۳۸۷
Cr	۰٫۰۳	۰٫۰۳۵	۰٫۰۳۳	۰٫۰۳	۰٫۰۲۵	۰٫۰۲۸	۰٫۰۲۸	۰٫۰۳۶	۰٫۰۳۶	۰٫۰۳۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe^{3+}	۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۵۶	۰٫۰۶	۰٫۰۵۷	۰٫۰۷	۰٫۰۰	۰٫۰۴۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe^{2+}	۰٫۰۸۶	۰٫۰۷۴	۰٫۰۷	۰٫۰۶۳	۰٫۰۲۳	۰٫۰۱۵	۰٫۰۳۹	۰٫۰۰۶	۰٫۰۸۷	۰٫۰۴۶	۰٫۰۴۷	۰٫۰۴۴	۰٫۱۲۶	۰٫۱۰۱
Mn	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱
Mg	۱٫۰۱۹	۰٫۸۹۸	۰٫۹۱۵	۰٫۸۸۷	۱٫۴۰۷	۱٫۳۵۷	۱٫۳۴۱	۰٫۸۸۲	۰٫۸۶۱	۱٫۱۷۶	۰٫۹۳۲	۰٫۹۴۴	۰٫۹۸	۰٫۹۸۵
Ca	۰٫۸۱۸	۰٫۸۸۸	۰٫۸۹۳	۰٫۹۲۲	۰٫۷۴۱	۰٫۷۳۷	۰٫۷۳۷	۰٫۸۹۲	۰٫۸۶۴	۰٫۴۸۳	۰٫۹۸۵	۰٫۹۹۲	۰٫۵۱۷	۰٫۵۶
Na	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۱	۰٫۰۳۳	۰٫۰۲۴	۰٫۰۸۶	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۸۹	۰٫۰۵۴
K	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg□	۰٫۹۲۲	۰٫۹۲۴	۰٫۹۲۹	۰٫۹۳۴	۰٫۹۸۴	۰٫۹۸۹	۰٫۹۷۲	۰٫۹۹۳	۰٫۹۰۸	۰٫۹۶۲	۰٫۹۵۲	۰٫۹۵۵	۰٫۸۸۶	۰٫۹۰۷
Cr□	۰٫۲۱۰	۰٫۱۸۲	۰٫۱۹۱	۰٫۱۹۱	۰٫۲۳۶	۰٫۲۵۰	۰٫۲۴۶	۰٫۱۳۴	۰٫۱۲۲	۰٫۱۱۸	۰٫۰۳۲	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Fe□	۰٫۰۷۸	۰٫۰۷۶	۰٫۰۷۱	۰٫۰۶۶	۰٫۰۱۶	۰٫۰۱۱	۰٫۰۲۸	۰٫۰۱۰	۰٫۰۹۲	۰٫۰۳۸	۰٫۰۴۸	۰٫۰۴۵	۰٫۱۱۴	۰٫۰۹۳
Al^{iv}	۰٫۰۷	۰٫۰۵۶	۰٫۰۵۶	۰٫۰۳۳	۰٫۰۸۱	۰٫۰۸۴	۰٫۰۸۶	۰٫۱۵۳	۰٫۱۳۵	۰٫۱۲۳	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۱۶۷	۰٫۰۸۹
Al^{vi}	۰٫۰۴۳	۰٫۱۰۱	۰٫۰۸۴	۰٫۰۹۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۷۹	۰٫۱۲۴	۰٫۱۳۱	۰٫۰۲۳	۰٫۰۰۲	۰٫۲۸۵	۰٫۲۹۸
Q	۱٫۹۲۳	۱٫۸۶	۱٫۸۷۸	۱٫۸۷۲	۲٫۱۷۱	۲٫۱۰۹	۲٫۱۱۷	۱٫۷۸	۱٫۸۱۲	۱٫۷۰۵	۱٫۹۶۴	۱٫۹۸	۱٫۶۲۳	۱٫۶۴۶
J	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۱۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۶۶	۰٫۰۴۸	۰٫۱۷۲	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰	۰٫۱۷۸	۰٫۱۰۸
J/Q+J	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰۰۹۲	۰٫۰۰۵۷	۰٫۰۰۰۹	۰٫۰۳۵۸	۰٫۰۲۶	۰٫۰۹۱۶	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۹۹	۰٫۰۶۲
Wo	۴۲٫۵۴	۴۷٫۷۴	۴۷٫۵۵	۴۹٫۲۵	۳۳٫۲۷	۳۳٫۹۷	۳۳٫۸۹	۴۸٫۲۰	۴۷٫۶۸	۲۷٫۶۴	۴۹٫۶۹	۴۹٫۶۸	۳۱٫۸۴	۳۴
En	۵۲٫۹۹	۴۸٫۲۸	۴۸٫۷۲	۴۷٫۳۸	۶۳٫۲۰	۶۲٫۵۵	۶۱٫۶۶	۴۷٫۶۹	۴۷٫۵۲	۶۷٫۳۰	۴۷٫۰۴	۴۷٫۳۰	۶۰٫۴۱	۵۹٫۸۴
Fs	۴٫۴۷	۳٫۹۸	۳٫۷۳	۳٫۳۷	۳٫۵۳	۳٫۴۸	۴٫۴۵	۴٫۱۱	۴٫۸۰	۵٫۰۶	۳٫۲۷	۳٫۰۲	۷٫۷۵	۶٫۱۶

Hz:هارزبورژیت، Du: دونیت، Lz : لرزولیت ،Wh: ورلیت ، Wo : ولاستونیت ،En: انستاتیت ، Fs:فروسلیت، $Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+})$، $Fe = Fe/(Fe^{2+}+Mg)$، $Cr\# = Cr/(Cr + Al)$، $Q = Ca + Mg + Fe^{2+}$ ، $J = 2Na$.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.9.2]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.823]

اسپینل: نتایج تجزیه نقطه‌ای اسپینل‌ها در جدول ۴ ارائه شده است. از نظر ترکیبی مقدار عدد کروم ($Cr\#=Cr/(Cr + Al)$) در گستره ۰٫۱۹ تا ۰٫۸۰ است، به طوری که مقدار #Cr به تدریج از لرزولیت به سمت هارزبوژیت و دونیت افزایش می‌یابد. این در حالی است که #Mg گستره‌ای از ۰٫۵۶ تا ۰٫۷۴ را شامل شده و به طور میانگین از ۰٫۷۵ در لرزولیت به ۰٫۶۲ در هارزبورژیت و دونیت کاهش نشان می‌دهد. در نمودار Cr+Fe نسبت به Al+Mg (شکل ۳ج)، آشکارا همه کروم اسپینل‌ها در راستای خط ۱:۱ که بیانگر جایگزینی $Fe(Cr, Fe^{3+})_2O_4$ (عضو انتهایی کرومیت) با $MgAl_2O_4$ (عضو انتهایی اسپینل) است، قرار دارند. با این حال، کروم اسپینل‌ها در سنگ‌های مختلف دارای نسبت‌های کمی متفاوت از این دو عضو انتهایی هستند. براساس نمودار #Mg نسبت به در مقابل #Cr [۲۴] برای رده بندی و تعیین نوع اسپینل موجود در سنگ‌های فرامافیک مورد بررسی، اسپینل در لرزولیت‌ها در گستره اسپینل و در دونیت و هارزبوژیت‌ها در گستره منیزیوکرومیت قرار دارند (شکل ۳ چ).

همچنین رسم نتایج تجزیه این کانی در نمودار $Fe^{2+}\#$ ($Fe^{2+}\#= Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$) نسبت به $Fe^{3+}\#$ ($Fe^{3+}\#= Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al)$) [۱۲] نشان می‌دهد که اسپینل در لرزولیت‌ها در گستره اسپینل و در دونیت و هارزبوژیت‌ها در گستره پلونست قرار دارد (شکل ۳ح). در نمودار Fo الیوین نسبت به #Cr اسپینل [۱۸،۱۷]، افزون بر قرارگیری نمونه‌ها در میدان پریدوتیت‌های منطقه ابر فرورانش (SSZ)، همه آنها در میدان آرایش گوشته‌ای الیوین- اسپینل (OSMA) نیز قرار دارند و این نشان می‌دهد که روند مشاهده شده ناشی از ذوب بخشی و خروج گسترده مذاب بوده است (شکل ۳ خ). چنان که از نمودار #Cr نسبت به#Mg [۲۱، ۲۲، ۲۵، ۲۶] مشخص است، مقدار #Cr نسبت به #Mg یک ارتباط معکوس دارد (شکل ۳ د) و این امر گویای مقادیر متنوعی از درجه ذوب-بخشی است که می‌توان دلیل اصلی آنرا ناهمگنی درون گوشته بالایی و واکنش مذاب- سنگ [۲۷] بیان کرد.

جدول ۴ نتایج تجزیه کانی کروم اسپینل (Cr-Spl) در پریدوتیت‌های گوشته‌ای صحنه،هرسین- نورآباد به روش ریزپردازش الکترونی.

سنگ	Du	Du	Du	Lz	Lz	Lz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz
نمونه	PR-۲۸	PR-۲۸	PR-۲۸	HZ-۱۳	HZ-۱۳	HZ-۱۳	PR-۲۵	PR-۲۵	PR-۲۵	PR-۲۵	PR-۱۰	PR-۱۰
SiO_2	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۲۳	۱٫۱۴	۰٫۳۸	۰٫۰۵	۰٫۷۵	۱٫۳۵
TiO_2	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۱۱	۰٫۱۶	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۳
Al_2O_3	۲۳٫۸۵	۲۲٫۸۵	۲۳٫۰۵	۴۸٫۱۹	۴۸٫۴۱	۴۸٫۰۱	۱۱٫۳۸	۱۱٫۹۱	۱۰٫۲۵	۱۱٫۳۸	۱۸٫۴۱	۱۱٫۵۴
Cr_2O_3	۴۵٫۵۳	۴۵٫۷۳	۴۵٫۳۸	۱۷٫۸۶	۱۶٫۹۶	۱۷٫۷۴	۵۵٫۸۵	۵۳٫۴۲	۶۰٫۱۷	۵۸٫۲۶	۴۵٫۵۳	۵۲٫۴۴
FeO*	۱۶٫۵۳	۱۶٫۶۳	۱۶٫۶۱	۱۵٫۰۶	۱۵٫۴۱	۱۵٫۳۷	۱۶٫۱۲	۱۴٫۵۵	۱۷٫۰۴	۱۷٫۷۴	۱۹٫۶۱	۲۱٫۴۳
MnO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۲۲	۰٫۱۹
MgO	۱۴٫۱۹	۱۳٫۸۸	۱۳٫۹۹	۱۸٫۳۸	۱۸٫۷۳	۱۸٫۵۱	۱۱٫۱۰	۱۳٫۸۵	۱۲٫۴۷	۱۱٫۷۳	۱۵٫۹۸	۱۱٫۹۲
CaO	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۲۲	۰٫۲۸	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲
NiO	۰٫۰۹	۰٫۱۱	۰٫۰۸	۰٫۱۶	۰٫۲۰	۰٫۱۶	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۹	۰٫۰۷
Na_2O	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۱٫۶۹	۱٫۲۱	۰٫۱۰	۰٫۲۴	۰٫۰۷	۰٫۰۱
K_2O	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۱٫۳۵	۰٫۳۷	۰٫۰۰	۰٫۰۸	۰٫۰۰	۰٫۰۰
P_2O_5	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۴
مجموع	۱۰۰٫۲۱	۹۹٫۲۴	۹۹٫۱۵	۹۹٫۷۲	۹۹٫۷۳	۹۹٫۸۳	۹۸٫۰۹	۹۶٫۹۷	۱۰۰٫۵۱	۹۹٫۵۹	۱۰۰٫۶۹	۹۹٫۰۴
فرمول ساختاری بر پایه ۴ اتم اکسیژن												
a.p.f.u												
Si	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۸	۰٫۰۳۸	۰٫۰۱۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۲۳	۰٫۰۴
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al	۰٫۸۵	۰٫۸۲۶	۰٫۸۳۲	۱٫۵۳۶	۱٫۵۳۸	۱٫۵۲۸	۰٫۴۵۶	۰٫۴۶۴	۰٫۳۹	۰٫۴۳۷	۰٫۶۵۸	۰٫۴۴
Cr	۱٫۰۹	۱٫۱۱	۱٫۱۰۱	۰٫۳۸۲	۰٫۳۶۲	۰٫۳۷۹	۱٫۵۰۵	۱٫۴	۱٫۵۳۵	۱٫۵۰۴	۱٫۰۹۲	۱٫۳۵
Fe^{3+}	۰٫۰۵۹	۰٫۰۶۲	۰٫۰۶۵	۰٫۰۸۱	۰٫۱	۰٫۰۹۲	۰٫۰۱۳	۰٫۰۴۶	۰٫۰۴۷	۰٫۰۵۲	۰٫۲۰۳	۰٫۱۲
Fe^{2+}	۰٫۳۶	۰٫۳۶۳	۰٫۳۵۹	۰٫۲۶	۰٫۲۴۷	۰٫۲۵۶	۰٫۴۴۴	۰٫۳۵۴	۰٫۴۱۴	۰٫۴۳۱	۰٫۲۹۵	۰٫۴۶
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۶	۰٫۰۱
Mg	۰٫۶۴	۰٫۶۳۵	۰٫۶۴	۰٫۷۴۱	۰٫۷۵۳	۰٫۷۴۵	۰٫۵۶۳	۰٫۶۸۳	۰٫۶	۰٫۵۷۱	۰٫۷۲۳	۰٫۵۸
Ca	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۷	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰
Ni	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe_2O_3	۲٫۵۹	۲٫۷۰	۲٫۸۳	۳٫۹۸	۴٫۹۴	۴٫۵۲	۰٫۵۱	۱٫۸۶	۱٫۹۳	۲٫۱۲	۸٫۸۸	۴٫۹۴
FeO	۱۴٫۲۰	۱۴٫۲۰	۱۴٫۰۶	۱۱٫۴۸	۱۰٫۹۷	۱۱٫۳۱	۱۵٫۶۶	۱۲٫۸۸	۱۵٫۳۰	۱۵٫۸۳	۱۱٫۶۲	۱۶٫۹۸
Mg#	۰٫۶۴	۰٫۶۴	۰٫۶۴	۰٫۷۴	۰٫۷۵	۰٫۷۴	۰٫۵۶	۰٫۶۶	۰٫۵۹	۰٫۵۷	۰٫۷۱	۰٫۵۶
Cr#	۰٫۵۶	۰٫۵۷	۰٫۵۷	۰٫۲۰	۰٫۱۹	۰٫۲۰	۰٫۷۷	۰٫۷۵	۰٫۸۰	۰٫۷۷	۰٫۶۲	۰٫۷۵
$Fe^{3+}\#$	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۱۰	۰٫۰۶

Hz:هارزبورژیت، Du: دونیت، Lz : لرزولیت ، $Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+})$، $Fe\# = Fe/(Fe^{2+}+Mg)$، $Cr\#=Cr/(Cr + Al)$،

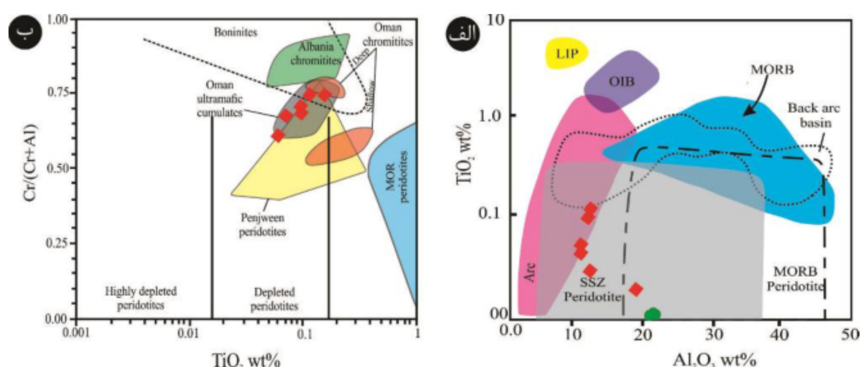
محیط زمین‌ساختی و زمین دما-فشارسنجی

برخی از بافت‌ها در سنگ‌های فرامافیک گویای رخداد فرآیند سنگ‌زایی ویژه‌ای هستند، از جمله تیغه‌های جدایشی کلینوپیروکسن در ارتوپیروکسن نشانگر سرد شدن همراه با کاهش فشار در این سنگ‌ها هستند و به‌طور گسترده در پریدوتیت‌های آبیسال و SSZ دیده می‌شوند [۲۲]. چنین جدایش‌هایی بر اثر کاهش انحلال ناشی از سرد شدن و یا کاهش فشار، ذوب بخشی همراه با واکنش و یا ذوب‌بخشی پریدوتیت در فشار کم (میدان اسپینل و حذف کلینوپیروکسن) به‌وجود می‌آیند [۲۹،۲۸]. بنابراین تیغه‌های جدایشی کلینوپیروکسن‌ها در ارتوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های فرامافیک مناطق مورد بررسی (شکل‌های ۲ ت و چ) به همراه یافته‌های ارائه شده در شکل ۳ ب، نشان از سرد شدن همراه با کاهش فشار در پریدوتیت‌های گوشته‌ای و یا واکنش اولیه مذاب/ سنگ دارد. افزون بر آن به گزارش سومر و هاتوری [۲۹] نیز اسپینل‌های محصور شده و دانه‌های زنجیر مانند اسپینل (شکل‌های ۲ ث و ج) به‌طور گسترده در پریدوتیت‌هایی دیده می‌شوند که کاملاً وابسته به ذوب‌بخشی هستند و یا در اثر واکنش مذاب/سنگ در گوشته شکل گرفته‌اند.

نمودار Al_2O_3 نسبت به TiO_2 [۱۸-۲۰] که نتایج تجزیه کروم اسپینل‌ها (جدول ۴) در آن رسم شده است یک سازگاری با محیط SSZ را نشان می‌دهد (شکل ۴ الف). پریدوتیت‌های SSZ با کروم اسپینل‌هایی با Cr# بسیار بالاتر از پریدوتیت‌های آبیسال، از هم تفکیک می‌شوند، Cr# کروم اسپینل پریدوتیت-های SSZ از ۳۸ تا بیش از ۸۰ و برای پریدوتیت‌های آبیسال از ۳۸ تا ۵۸ است. این مقدار از Cr#کروم اسپینل‌ها نزدیک به Cr# نمونه‌های مورد بررسی (جدول ۴) بیانگر درجه‌های بسیار بالایی از ذوب‌بخشی پریدوتیت‌های SSZ نسبت به پریدوتیت-های آبیسال است [۱۷]. همچنین برخی از پژوهشگران نیز معتقدند که در مقایسه با پریدوتیت‌های آبیسال، اغلب پیروکسن‌های موجود در پریدوتیت‌های SSZ دارای مقادیر بسیار پایین Al و Ti و مقادیر Mg# بیش از ۰/۹۰ هستند [۳۰]. براساس نتایج ارائه شده در جدول‌های ۳ و ۴، در کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن‌های مورد بررسی، متوسط Mg# به ترتیب برابر با ۰/۹۴ و ۰/۹۵ است. بر پایه نمودار TiO_2 نسبت به Cr# اسپینل (شکل ۴ب) نیز، نمونه‌ها با میدان پریدوتیت‌های تهی شده و همسایگی با پریدوتیت‌های پنجوین و عمان (موقعیت SSZ) همپوشی نشان می‌دهند.

از طرفی، برخلاف افیولیت‌های نوع هارزبورژیتی (HOT)، افیولیت‌های نوع لرزولیتی (LOT) هم دچار درجه‌های پایین ذوب بخشی شده‌اند و هم پریدوتیت‌های غنی از کلینوپیروکسن میزبان اسپینل‌های با مقادیر پایین Cr# هستند، این در حالی است که در نوع HOT بعلت درجه‌های بالای ذوب‌بخشی کلینوپیروکسن پریدوتیت گوشته‌ای بارور ذوب گردیده و مقادیر بالای Cr# اسپینل میزبان پریدوتیت‌های تهی شده و بسیار دیرگداز شده‌اند، به طوری که برخی [۲۲] معتقدند که این درجه ذوب‌بخشی بالا سبب ایجاد نسبت بالایی از Cr/Al در اسپینل سنگ‌های نوع HOT می‌شود. مقادیر بالای نسبت Cr/Alدر اسپینل‌های مناطق مورد بررسی (با میانگین ۲/۰۱، جدول ۴) و نرخ ذوب بخشی بیش از ۲۵٪ هارزبورژیت‌ها و دونیت‌های منطقه و نیز قرارگیری آنها در میدان آرایش گوشته‌ای الیوین- اسپینل (OSMA) در نمودار Fo الیوین نسبت به Cr# اسپینل (شکل ۳ خ) که بیانگر نقش ذوب بخشی و خروج گسترده مذاب در ایجاد روند مشاهده شده است، همه نشان می‌دهند که در افیولیت‌های نوع هارزبورژیتی (HOT) صحنه، هرسین- نورآباد، مذاب برآمده از صفحه اقیانوسی فرو رو در یک پهنه فرورانشی با کاهش دمای ذوب سنگ کره گوشته-ای در بالای آن، باعث واکنش گسترده مذاب صعود کننده با سنگ دیواره شده است.

با توجه به نتایج تجزیه ریزپرداش الکترونی کانی‌ها (جدول-های ۱ تا ۴) و فرمول‌های ساختاری محاسبه شده آنها، از ۱۵ واسنجی مختلف برای محاسبات زمین فشار دماسنجی نمونه-های هارزبورژیتی، لرزولیتی و ورلیتی مناطق صحنه، هرسین - نورآباد استفاده شد که نتایج در جدول ۵ ارائه شده است (با توجه به تعداد بالای روابط مورد استفاده در محاسبات مربوط به کسرهای مولی و اعضا انتهایی در اینجا بیان نشده است). موقعیت نمونه‌های برداشت شده در شکل ۱ الف نشان داده شده است. همه نتایج محاسبه شده بر پایه واسنجی‌های مختلف [۳۱-۴۰] برای نمونه‌های هارزبورژیتی و لرزولیتی دمای ۱۱۰۰ تا ۱۵۰۰ درجه سانتیگراد را در فشار ۱۲ تا ۱۸ کیلوبار و برای نمونه دایک ورلیتی دمای ۱۲۰۰ تا ۱۵۰۰ سانتیگراد را در فشار ۲۱ تا ۲۳ کیلوبار نشان می دهند که با تشکیل آنها در محیط زمین ساختی ماگمایی SSZ همخوانی دارد.



شکل ۴ الف: نمودار Al_2O_3 نسبت به TiO_2 کروم اسپینل پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی کرمانشاه. (میدان‌ها برگرفته از مرجع [۲۴]). ب: نمودار Cr# نسبت به TiO_2 کروم اسپینل پریدوتیت‌ها (میدان‌های پریدوتیت آبیسال از مرجع [۱۸]، کوموله‌های عمان از مرجع [۲۱]، کرومیت‌های عمان از مرجع [۲۲]، پریدوتیت‌های پنجوین از مرجع [۳] و بازالت پوسته‌های میان اقیانوسی MORB از [۳۰] برای مقایسه آورده شده‌اند). نشانه‌ها همانند شکل ۳ هستند.

جدول ۵ نتایج زمین دما فشارسنجی در پریدوتیت‌های گوشته‌ای صحنه،هرسین- نورآباد.

واسنجی بر پایه	کانی مورد استفاده	Pr-23	Pr-10	HZ-13	Pr 7-1
وود و بانو۱۹۷۳[۳۱]	Cpx-Opx	۱۱۵۲±۶۰°C	۱۱۳۸±۶۰°C	-	-
ولز ۱۹۷۷[۳۲]	Cpx-Opx	۱۰۵۲±۷۰°C	۱۲۲۵±۷۰°C	-	-
برتراند و مرسیر ۱۹۸۵[۳۳]	Cpx-Opx	در ۱۲ kbar ۱۱۴۱°C در ۱۵ kbar ۱۱۴۵°C در ۱۷ kbar ۱۱۴۸°C	در ۱۲ kbar ۱۲۸۰°C در ۱۵ kbar ۱۲۸۹°C در ۱۷ kbar ۱۱۹۲°C	-	-
برتراند و مرسیر ۱۹۸۵[۳۳]	Cpx	در ۱۲ kbar ۱۱۲۴°C در ۱۵ kbar ۱۱۳۰°C در ۱۷ kbar ۱۱۳۳°C	در ۱۲ kbar ۱۲۷۹°C در ۱۵ kbar ۱۲۸۵°C در ۱۷ kbar ۱۲۹۰°C	-	-
مرسیر ۱۹۸۰[۳۴]	Cpx	۱۵۴۱°C P=۱۸٫۴۷kbar	۱۵۱۴°C P=۱۸٫۲۸kbar	۱۴۶۳°C P=۱۸٫۰۲kbar	۱۵۰۱°C P=۱۹٫۳۹kbar
مرسیر ۱۹۸۰[۳۴]	Opx	۱۵۲۸°C P=۱۷٫۹۶kbar	۱۴۹۶°C P=۱۷٫۷۲kbar	-	-
هرزبرگ و چپمن ۱۹۷۶[۳۵]	Ol-Cpx-Spl	در ۱۲ kbar ۱۰۸۴°C در ۱۶ kbar ۱۱۱۴°C	در ۱۲ kbar ۱۲۹۳°C در ۱۶ kbar ۱۳۴۰°C	در ۱۲ kbar ۱۱۶۲°C در ۱۶ kbar ۱۱۷۱°C	-
فابریس ۱۹۷۹[۳۶]	Ol- Spl	-	-	۱۱۹۴±۱۵°C	-
نیمیس و اولمر ۱۹۹۸[۳۷]	Cpx	-	-	-	P=۲۱٫۷kbar
نیمیس ۱۹۹۵[۳۸]	Cpx	-	-	-	P=۱۹٫۸kbar
نیمیس وتیلور ۲۰۰۰[۳۹]	Cpx	-	-	-	در ۱۵ kbar ۱۲۲۸°C در ۱۷ kbar ۱۲۳۴°C در ۱۹ kbar ۱۲۳۹°C در ۲۱ kbar ۱۲۴۴°C در ۲۳ kbar ۱۲۵۰°C
پوتیرکا ۲۰۰۸[۴۰]	Cpx	-	-	-	در ۱۵ kbar ۱۲۳۹±۳۰°C در ۱۷ kbar ۱۲۵۶±۳۰°C در ۱۹ kbar ۱۲۷۴±۳۰°C در ۲۱ kbar ۱۲۹۱±۳۰°C در ۲۳ kbar ۱۳۰۸±۳۰°C
پوتیرکا ۲۰۰۸[۴۰]	Cpx	-	-	-	در ۱۱۵۰±۱٫۵°C ۱۲٫۷ و ۱۳٫۴±۱٫۵ kbar در ۱۱۷۵±۱٫۵°C ۱۳٫۷ و ۱۴٫۶±۱٫۵ kbar در ۱۲۰۰±۱٫۵°C ۱۴٫۸ و ۱۵٫۹±۱٫۵ kbar در ۱۲۲۵±۱٫۵°C ۱۵٫۹ و ۱۷٫۳±۱٫۵ kbar در ۱۲۵۰±۱٫۵°C ۱۷٫۱ و ۱۸٫۹±۱٫۵ kbar در ۱۲۷۵±۱٫۵°C ۱۸٫۳ و ۲۰٫۶±۱٫۵ kbar در ۱۳۰۰±۱٫۵°C ۱۹٫۶ و ۲۲٫۴±۱٫۵ kbar در ۱۳۲۵±۱٫۵°C ۲۱٫۰ و ۲۳٫۳±۱٫۵ kbar در ۱۳۵۰±۱٫۵°C ۲۲٫۴ و ۲۵٫۳±۱٫۵ kbar
پوتیرکا ۲۰۰۸[۴۰]	Cpx-Liquid	-	-	-	در ۱۵ kbar ۱۳۰۰±۳۰ و ۱۲۶۷°C±۳۰ در ۱۷ kbar ۱۳۲۲±۳۰ و ۱۲۸۱°C±۳۰ در ۱۹ kbar ۱۳۴۴±۳۰ و ۱۲۹۶°C±۳۰ در ۲۱ kbar ۱۳۵۵±۳۰ و ۱۳۱۰°C±۳۰ در ۲۳ kbar ۱۳۸۸±۳۰ و ۱۳۲۵°C±۳۰
نیمیس و اولمر ۱۹۹۸[۳۷]	Cpx	-	-	-	۲۱٫۷kbar

برداشت

شواهد بافتی و کانی‌شناسی در پریدوتیت‌های افیولیت کرمانشاه، رخداد واکنش مذاب/سنگ را نشان می‌دهند. در تشکیل این سنگ‌ها افزون بر رخداد واکنش مذاب/سنگ، درجه‌های مختلفی از ذوب‌بخشی گوشته نیز اثر داشته‌اند. مقدار فراوانی کلینوپیروکسن در پریدوتیت‌ها بیانگر درجه تهی شدگی آنها و مقدار فورستریت الیوین مقیاسی برای میزان درجه ذوب کل است. از این رو، پریدوتیت‌های منطقه صحنه، هرسین-نورآباد با مقدار مودال بسیار پایین کلینوپیروکسن و الیوین غنی از منیزیم همراه با تهی شدن بسیار زیاد، دچار درجه‌های بالایی از ذوب بخشی نیز گردیده‌اند.

از همه مناطقی که دایک‌های ورلیتی گزارش شده‌اند (چون کلمبیا، ونزولا،روسیه و کانادا) به عنوان گستره انتقالی توالی گابرویی به پسماندهای فرامافیک و اجزاء غیر مستقل نام برده شده است. پژوهشگران معتقدند که این سنگ‌ها مجموعه‌های دورگه هستند که در اثر واکنش‌های متقابل ماگمایی/دگرنهادی بین مذاب‌های مافیک و پسمانده‌ای فرامافیک تشکیل گردیده‌اند. به نظر می‌رسد که در منطقه مورد بررسی نیز شکل‌گیری دایک‌های ورلیتی در مرز پریدوتیت-گابروها در اثر شیب دمایی/شیمیایی، رخداد واکنش و هجوم عناصر به سمت مرز پریدوتیت و گابرو بوده به طوری که واکنش‌های دگرنهادی، شرایط تشکیل این سنگ‌ها را فراهم نموده است. بر پایه نمودارها و واسنجی‌های مختلف، برای تبلور سنگ‌های هارزبورژیتی و لرزولیتی دمای ۱۱۰۰ تا ۱۵۰۰ درجه سانتیگراد و فشار ۱۲ تا ۱۸ کیلوبار و برای نمونه ورلیتی دمای ۱۲۰۰ تا ۱۵۰۰ سانتیگراد و فشار ۲۱ تا ۲۳ کیلوبار به دست آمد که با محیط SSZ همخوانی دارد.

مراجع

[1] Saccani E., Allahyari K., Beccaluva L., Bianchini G., *"Geochemistry and petrology of the Kermanshah ophiolites (Iran): implication for the interaction between passive rifting, oceanic accretion, and OIB-type components in the Southern Neo-Tethys Ocean"*, Gondwana Research 24 (2013), 392–411.

[2] Allahyari K., Saccani E., Rahimzadeh B., Zeda O., *"Mineral chemistry and petrology of highly magnesian ultramafic cumulates from the Sarve-Abad (Sawlava) ophiolites (Kurdistan, NW Iran): new evidence for boniniticmagmatism in intra-oceanic forearc setting in the Neo-Tethys between Arabia and Iran"*, Journal of Asian Earth Sciences, 79 (2014), 312–328.

[3] Aswad K.J.A., Aziz N.R.H., Koyi H.A., *"Cr-spinel compositions in serpentinites andtheir implications for the petrotectonic history of the Zagros Suture Zone, KurdistanRegion, Iraq"*, Geological Magazine, 148 (2011), 802–818.

[4] Dilek Y., Furnes H., *"Ophiolite genesis and global tectonics: geochemical andtectonicfingerprinting of ancient oceanic lithosphere"*, Geological Society of America Bulletin 123(2011)387–411.

[5] Whitechurch H., Omrani J., Agard P., Humbert F.,Montigny R., Jolivet L., *"Evidencefor Paleocene–Eocene evolution of the foot of the Eurasian margin (Kermanshah ophiolite, SW Iran) from back–Arc to arc: implications for regional geodynamics and obduction"*, Lithos 182-183(2013) 11–32.

[6] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Whitechurch H., Vrielynck B., Spakman W., Monie P., Meyer B., Wortel R., *"Zagros orogeny:asubduction-dominated process"*, Geological Magazine, 148(2011) 692–725.

[7] Ricou L.E., Braud J., Brunn J.H., *"Le Zagros. Livre à la Mémoire de Albert F. deLapparent. Soc"*, Geologique de France, Mémoire hors-série 8(1977)33–52.

[8] Shahidi M., Nazari H., *"Geological map of Harsin "*, 1/100.000 scale. Geological Survey of Iran, Tehran, 1997.

[9] Droop G.T.R., *"A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stochiometric criteria"*, Mineralogical Magazine 51(1987) 431–435.

[10] Whitney D.L., Evans B.W., *"Abbreviations for names of rock-forming minerals"*, American Mineralogist, 95(2010) 185-187.

[11] Moradpour A., ZareiSahamieh R., AhmadiKhalaji A., Sarikhani R., *"Textural records andgeochemistry of the Kermanshah mantleperidotites (Iran): implications for the tectonic evolution of southernNeo-Tethys"*, Journal of Geosciences, 62,(2017) 165–186.

[12] Deer W. A., Howie R. A.,Zussman J., *"An introduction to the rock forming minerals" 2nd edition Pearson Education Limited*, United Kingdom, 1992.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.9.2]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.823]

[13] De Hoog, J.C.M., Gall, L., Cornell, D.H., *"Trace-element geochemistry of mantle olivine and application to mantle petrogenesis and geothermobarometry"*, Chemical Geology, 270(2010): 196-215.

[14] Matzen A. K., Baker M. B., Beckett J. R., Stolper E. M., *"Fe-Mg Partitioning between Olivine and High-magnesian Melts and the Nature of Hawaiian Parental Liquids"*, Journal of Petrology (2011) doi:10.1093/petrology/egq089.

[15] Morimoto N., *"Nomenclature of pyroxenes"* Canadian Mineralogist 27(1989) 143-156.

[16] Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G., *"Nomenclature of pyroxenes"*, American Mineralogist, 73(1988)1123–1133.

[17] Arai S., *"Characterisation of spinel peridotites by olivine–spinel composition alrelationships:review and interpretation"*, Chemical Geology 113(1994) 191–204.

[18] Dick H.J.B., Bullen T., *"Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal andalpine-type peridotites and spatially associated lavas"*, Contributions to Mineralogyand Petrology 86(1984) 54–76.

[19] Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S., *"Factors controlling chemistry ofmagmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and meltinclusions from primitive rocks"*, Journal of Petrology 42(2001) 655–671.

[20] Presnall D.C., Hoover J.D., *"High pressure phase equilibrium constraints on the origin of mid-ocean ridge basalts"*, Geochemical Society Special Paper 1(1987) 75-89.

[21] Parkinson I.J., Pearce J.A., *"Peridotites from the Izu–Bonin–Mariana forarc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a suprasubduction zone setting"*, Journal of Petrology 39(1998)1577–1618.

[22] Tamura A., Arai S., *"Harzburgite–dunite–orthopyroxenite suite as a record ofsupra-subduction zone setting for the Oman ophiolite mantle"*, Lithos 90(2006) 43–56.

[23] Tiepolo M., Tribuzio R., Langone A., *"High-Mg andesite petrogenesis by amphibole crystallization and ultramafic crust assimilation: Evidence from Adamellohornblendites (Central Alps, Italy)"* . Journal of Petrology, 49(2011) 937-970.

[24] Melluso L., Sethna S.F., *"Mineralcompositions in the Deccan igneous rocks ofIndia: An Overview. In: J., Ray, G., Sen, andB., Ghosh, (Editors), Topics in igneous petrology*. Springer, Netherlands,52 (2011) 35-159.

[25] BarnesS.J., RoederP.L., *"The range of spinel composition in terrestrial maficand ultramafic rocks"*, Journal of Petrology 42(2001) 2279–2302.

[26] Rollinson H., *"The geochemistry of mantle chromitites from the northern partof the Oman ophiolite: inferred parental melt compositions"*, Contribution toMineralogy and Petrology 156(2008) 273–288.

[27] Wang C.S., Li Y., Liu Z.F., Liu X.H., Tang J.X., Hébert R., Dubois, C., Huot V., *"Yarlung-Zangboophiolites revisited: from geological survey to mineral records "*, Acta Geology Sinica 79(2005) 323–330.

[28] Seyler M., Lorand J.-P., Dick H.J.B., Drouin M., *"Pervasive melt percolationreactions inultra-depleted refractory harzburgites at the Mid-Atlantic Ridge"*, Contributions to Mineralogy and Petrology153(2007) 303–319.

[29] Saumur B.M., Hattori K., *"Zoned Cr-spinel and ferritchromite alteration inforearc mantle serpentinites of the Rio San Juan Complex, Dominican Republic"*, Mineralogy Magazine. 77(2013) 117–136.

[30] Choi S.H., Shervais J.W., Mukasa S.B., *"Supra-subduction and abyssal mantle peridotites of the Coast Range ophiolite"*, Contributions Mineralogy and Petrology 156(2008) 551–576.

[31] Wood B.J., Banno S., *"Garnet-orthopyroxeneand orthopyroxene-clinopyroxene elationships insimple and complex system"*, Contributions to Mineralogy and Petrology, 42: 109-124(1973).

[32] Wells P.R.A., "*Pyroxene thermometry in simple and complex systems"*, Contributions to Mineralogy and Petrology, 62(1977) 129-139.

[33] Bertrand P., Mercier J. C., *"The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for natural system"*, Earth and Planetary Science Letters, 76(1985) 109-122.

[34] Mercier J.C.C., *"Single –pyroxene thermometry"*, Tectonophysics, 70(1980)1-37.

[35] Herzberg C.T., Chapman N.A., *"Clinopyroxenegeothermometry of spinellherzolite"*, American Mineralogist, 61(1976) 626-637.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.9.2]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.823]

[36] Fabriès J., *"Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes"*, Contributions to Mineralogy and Petrology, 69(1979) 329-336.

[37] Nimis P., Ulmer P., *"Clinopyroxenegeobarometry of magmatic rocks. 1. An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasicsystems"*, Contributions to Mineralogy and Petrology, 133(1998): 122-135.

[38] Nimis P.A., *"A clinopyroxenegeobarometer for basaltic systems based on crystal-structure modeling"*, Contributions to Mineralogy and Petrology, 121(1995): 115-125.

[39] Nimis P., Taylor W.R., *"Single clinopyroxenethermobarometry for garnet peridotite. Part 1. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer"*, Contributions to Mineralogy and Petrology, 139(2000): 541-554.

[40] Putirka K., *" Thermometers and Barometers for Volcanic Systems"*, Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 69(2008): 61-120.